



# Caractérisation de la sédimentation du faciés Buntsanstein (Formation inférieure) du Trias de Lodève, sud de la France

Michel Lopez

## ► To cite this version:

Michel Lopez. Caractérisation de la sédimentation du faciés Buntsanstein (Formation inférieure) du Trias de Lodève, sud de la France. 1987, pp.91-101. insu-00517677

**HAL Id: insu-00517677**

**<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00517677>**

Submitted on 15 Sep 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# CARACTERISATION DE LA SEDIMENTATION DU FACIES BUNTSANDSTEIN (FORMATION INFÉRIEURE) DU TRIAS DE LODEVE, SUD DE LA FRANCE

par Michel LOPEZ\*

RESUME. - La *Formation inférieure* du Trias de Lodève (Anisien moyen à Ladinien supérieur) correspond à un *mégacycle symétrique* : conglomérats et grès de *plaine alluviale en tresse* - grès et silts de *plaine d'inondation* - argiles et évaporites de *Playa* (séqu. inférieure) et vice versa (séqu. supérieure).

Cet agencement vertical conduit à un modèle paléogéographique de *bassin fermé semi-aride* où l'influx terrigène est contrôlé à partir des reliefs nourriciers par la tectonique et les précipitations périodiques.

Les dépôts en masse de frange de cône alluvial en amont du pédiment passent à un système fluvial en tresse organisé, qui évolue vers l'aval en champ d'épandage en nappe et dépôts argileux de playa.

Lors des phases arides, un milieu subdésertique apparaît dans la partie élevée du pédiment, alors que des conditions hydromorphes persistent dans la zone proche du niveau de base. Sur la playa, l'évaporation intense conduit à la précipitation sélective d'évaporites par confinement progressif.

La superposition rythmique phase humide/phase aride est attribuée à un *micro-cycle climatique*. Par contre, l'évolution générale du mégacycle semble liée à un phénomène *tectonique* discret avec *atténuation des reliefs* de la zone source lors de la séquence inférieure et *rajeunissement des reliefs* lors de la séquence supérieure.

ABSTRACT. - The Triassic Buntsandstein-facies continental sequence (*Lower Formation*) in the Lodève region, southern France, consists of gravelly and sandy *braid-plain* sediments evolving into *floodplain* and *playa* deposits and vice versa. The fining-upwards Lower Sequence and the coarsening-upwards Upper Sequence are organised in a *symmetrical megacycle* of Middle Anisian to Upper Ladinian age.

The complete evaluation of the section enable the construction of a *semi-arid closed basin* model, where terrigenous influx is controlled by tectonics and periodic orographic rainfalls in the source areas.

The depositional environments included debris flow deposits on fringing alluvial fans, evolving into a highly-braided river system which passed down stream to large sheet-flood deposits. Clayey playa deposits developed at the focus of the drainage area, episodically recharged by diluting fresh-water.

During arid periods, the toe of the fans was rapidly transformed into a sub-desert environment with aeolian and dolomite pedogenesis, while hydromorphous paleosols originated down stream in a persistent phreatic zone. In the playa, increasing evaporation and supersaturation gave rise to shrinkage of the stagnant water bodies and evaporites selectively precipitated.

The moist and dry rhythmic superpositions is attributed to *climatic microcycles*, while the general loop of the megacycle reflects an inconspicuous *tectonic activity* in the source areas with *vanishing of reliefs* during the Lower Sequence and *rejuvenation* of reliefs during the Upper Sequence. This tectonic event predates the opening of the Tethysian-Ligure Ocean.

\* Laboratoire de Géologie Structurale, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

## I. - INTRODUCTION

Le Buntsandstein est défini par référence aux "red beds" continentaux germaniques et lorrains d'âge scythien, pour lesquels il garde une signification stratigraphique (RICOUR, 1963). Dans le reste de l'Europe, il n'a qu'une valeur de faciès que l'on rencontre du Permien inférieur à l'Hettangien.

Dans la région de Lodève, ce faciès buntsandstein correspond à la *Formation inférieure* du Trias. Elle montre une évolution verticale continue des séquences de dépôts qui permet de proposer un modèle paléogéographique précis de ce type de sédimentation. Les tentatives de reconstitutions paléogéographiques antérieures (ORSZAG-SPERBER, 1966), (AUBAGUE, 1966, 1967) font appel à des *influences marines*. Notre modèle fait au contraire appel à une *cuvette endoréique*.

Après avoir défini le cadre régional, nous décrirons les différents types de séquences que nous interpréterons en terme de paléoenvironnement. Ensuite leur arrangement selon une verticale permettra de proposer un modèle paléogéographique.

## II. - CADRE GEOLOGIQUE

La série étudiée se localise au sud du Massif Central, sur la bordure méridionale du Causse du Larzac (fig. 1). Dans cette région, le Trias est discordant sur le Permien et le socle hercynien qui forme à hauteur de Lodève un paléorelief carbonaté d'orientation générale est-ouest (Ride de Lodève). Au nord du secteur, les sédiments triasiques s'ennoient sous la série jurassique des Causses.

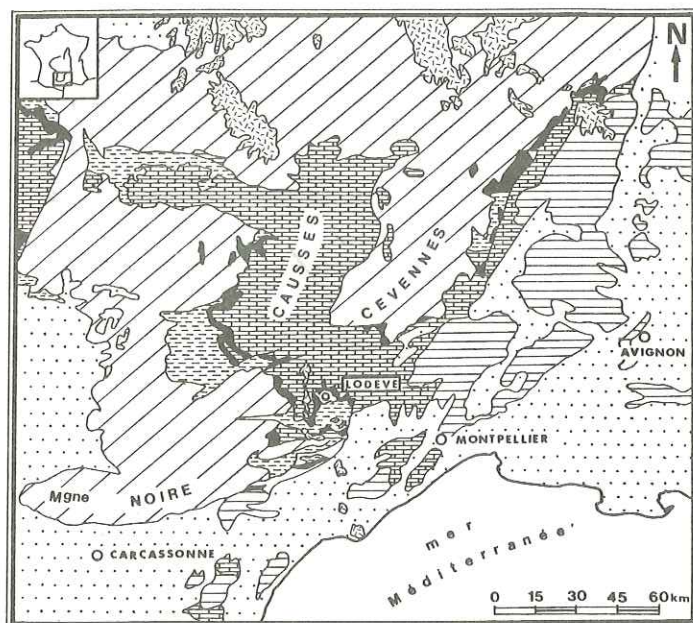
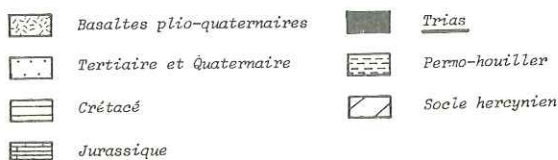


Fig.1\_Cadre géologique



FORMATION RHETIENNE		Datations palynologiques <sup>(1)</sup>
FORMATION SUPERIEURE	Argiles supérieures	?
	Carnieules	
FORMATION MEDIANE	Alternances argilo-carbonatées	CARNIEN
	Dolomies laminées	LADINIEN
FORMATION INFÉRIEURE	Grès et conglomérats supérieurs	SUPÉRIEUR
	Argiles inférieures	LADINIEN st
	Grès et conglomérats inférieurs	ANISIEN MOYEN

(1) Appia-Lamache, 1964.

Fig.2\_Distribution des principaux faciès du Trias de Lodève.



### III. - LITHOSTRATIGRAPHIE

Le découpage lithostratigraphique régional (SERVAT, 1963), (MARTIN, 1963), (ORSZAG-SPERBER, 1966), (DELOIT, 1975), n'autorisant qu'une approche superficielle, difficilement corrélable avec les grands événements sédimentaires, il a été révisé (LOPEZ et MADER, 1985). On définit pour la série de Lodève quatre formations principales, divisées chacune en membres et unités à partir du lithofaciès dominant (fig. 2).

Seule la *Formation inférieure* est considérée ici, elle montre sur 120 à 170 m de puissance (fig. 3) un membre détritique grossier (*Grès et Conglomérats inférieurs*) d'âge anisien moyen (DOUBINGER et ADLOFF, 1981) ; surmonté par un membre argileux et évaporitique (*Argiles inférieures*), rapporté à l'intervalle aniso-ladinien (TAUGOURDEAU-LANTZ, 1982), (APPIA-LAMACHE, 1984). Ces argiles passent à un nouveau membre terrigène grossier (*Grès et Conglomérats supérieurs*) daté du Ladinien s.l. ou du Ladinien supérieur (APPIA-LAMACHE, 1984).

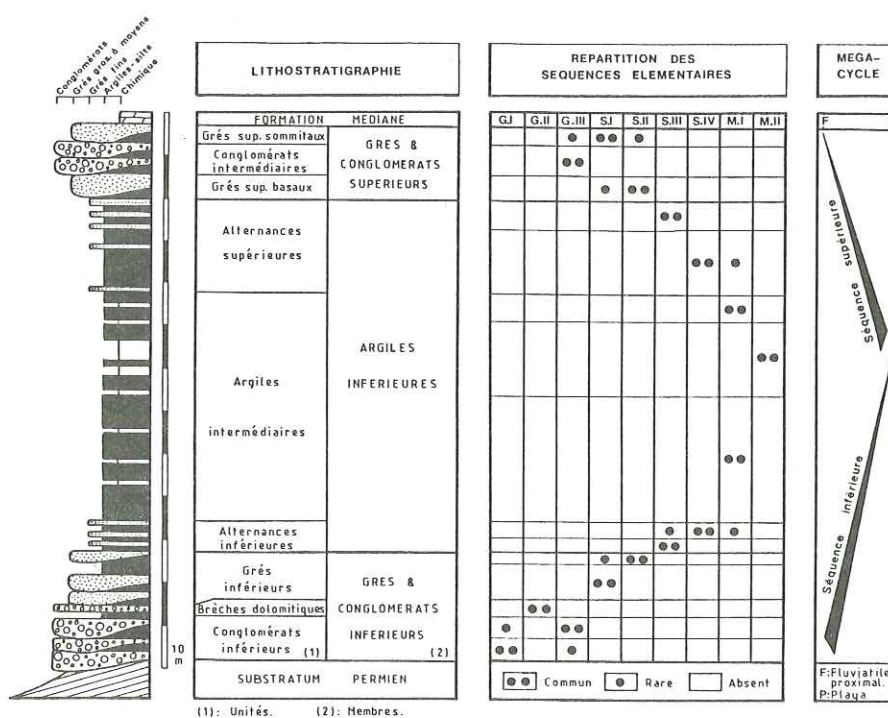


Fig.3 - Lithostratigraphie et sédimentologie de la Formation inférieure du Trias de Lodève (Sud de la France).

### IV. - SEDIMENTOLOGIE

Ce découpage pratique correspond à l'évolution symétrique de deux séquences superposées selon un mégacycle (fig. 3). La *Séquence inférieure* est grano-et strato-décroissante ; elle montre le passage progressif de conglomérats à des grès puis à des argiles évaporitiques tandis que la *Séquence supérieure* montre l'évolution inverse.

Ces deux séquences enregistrent une sédimentation fluviale et lacustre. Au sommet du mégacycle, la sédimentation terrigène est brusquement interrompue par un niveau continu de dolomicrites à laminations crypalgaires qui marquent le passage à la *Formation médiane*. Cette sédimentation carbonatée est attribuée à une brève incursion marine sur le domaine continental (LOPEZ et MADER, 1985).

Dans le détail, les deux séquences symétriques sont constituées par la superposition ordonnée de *séquences élémentaires* parmi lesquelles 9 types principaux, répartis dans les différentes unités, peuvent être dégagés.

#### 1/ Description des séquences élémentaires (fig. 4)

L'ordre de description adopté correspond à l'ordre de superposition dans la *Séquence inférieure*.

##### a) - Les séquences conglomératiques

= Type G.I : Cette séquence de 3 à 6 m de puissance totale débute par un banc massif à base fortement érosive, constitué d'éléments pluricentimétriques, hétérogènes et subanguleux qui flottent dans une matrice pélitique rouge ou silto-carbonatée jaune. Associés aux éléments, on distingue parfois en nombre important (jusqu'à 60 % des éléments figurés) des intraclastes de même nature que la matrice. Aucune structure interne n'est visible ; le sommet du banc est constitué par un grès moyen à grossier à rares galets épars.

Ce faciès caractérise un réseau digité de chenaux fluviatiles qui s'enfoncent dans la plaine d'inondation en remaniant les sédiments antérieurement déposés, jusqu'à former un courant de densité (debris flow) qui se fige rapidement. Les croûtes indurées de la séquence précédente sont incorporées sous forme d'intraclastes, tandis que le sédiment meuble est remanié pour former la matrice. En fin de crue, la queue du courant, sableuse, vient draper l'horizon massif.

Au-dessus, apparaissent sans transition des pélites rouges à taches bleu-violet et traces de racines qui marquent la réinstallation de la plaine d'inondation et le développement d'un aquifère alluvial avec une pédogenèse de type hydromorphe. Les pélites sont recoupées par quelques récurrences grossières à base plane peu érosive qui traduisent les dernières pulsions de l'appareil fluviatile sous forme de "sheet-floods".











En sommet de séquence, deux types de faciès peuvent apparaître. Le premier correspond à un enrichissement progressif des pélites en imprégnations de microdolosparite jaune, passant vers le haut en un horizon noduleux qui peut lui-même évoluer en une croûte massive. Cette disposition est significative d'une pédogenèse en milieu aéré, de type dolocrete qui nécessite des conditions climatiques semi-arides. Le second faciès montre un niveau de grès moyen à fin, bien classé à base non érosive qui se caractérise par une microlamination nette, régulière, plane, parallèle ou faiblement oblique, due uniquement à une petite différence de granulométrie entre les lamines. Ce type de microlamination est interprété comme l'accumulation de trains de rides éoliennes ascendantes à l'état subcritique (MADER, 1985).

La superposition des faciès de la séquence G.I marque l'envahissement brutal et éphémère de la plaine d'inondation par un système fluviatile en tresse moyennement chenalisé, en réponse à de violentes précipitations dans les zones sources proches. En fin de crue, les conditions sub-désertiques sont très rapidement rétablies, soulignées par une pédogenèse en milieu aéré et/ou par de vastes épandages en nappe de sables éoliens. Durant cette période, les chenaux sont partiellement transformés en reg, comme en témoignent les nombreux galets éolisés remaniés dans les séquences susjacentes. En ce qui concerne son niveau d'énergie, cette séquence se rapproche du type "Trollheim" de MIALL (1978) ; elle reflète une sédimentation de frange de cône alluvial.














= Type G.II : Il s'agit d'un banc massif de 1 à 4 m de puissance, peu érosif et dépourvu de structures internes, formé d'éléments centimétriques à pluri-décimétriques anguleux qui "flottent" dans un support de dolosparite jaune-orangé. En lame mince, le support s'avère constitué de rhomboèdres de dolomite, cassés et auréolés d'oxydes de



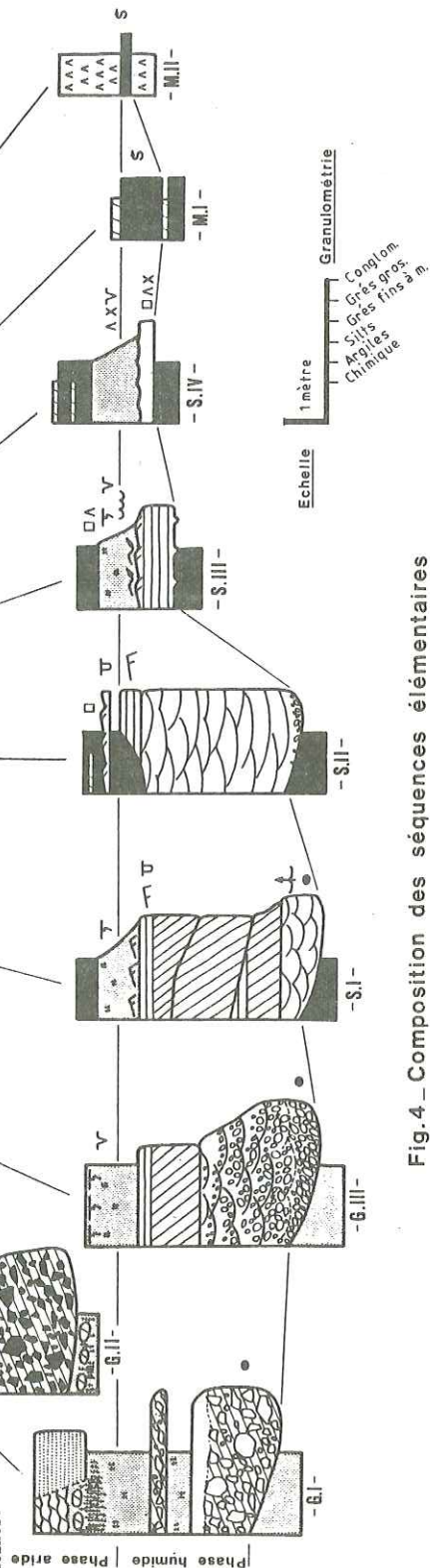
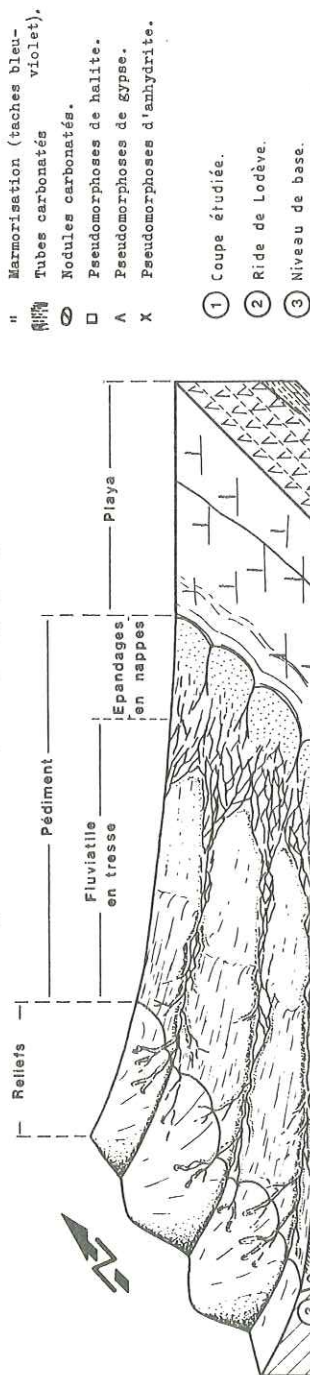
**Lithologie**

-  Conglomérats à support boueux.
-  Brèches à support boueux et éléments d'origine locale.
-  Conglomérats à support clastique.
-  Grès fluviaux.
-  Grès éoliens.
-  Silt et pélites.
-  Argillites et marnes.
-  Dolocretes.
-  Dolomites.
-  Gypse - Anhydrite.

**Structures sédimentaires**

-  Lamination plane parallèle de haut régime.
-  Lamination oblique plane.
-  Stratification en auge.
-  Cannelures de courant.
-  Intraclastes.
-  Rides de courant.
-  Rides ascendantes.
-  Rides d'oscillation.
-  Figures d'échappement d'eau.
-  Terriers - Bioturbation.
-  Slumps.
-  Fentes de dessiccation.
-  Traces de racines.

**Fig.5 - Modèle paléogéographique**



**Fig.4 - Composition des séquences élémentaires**

fer, associés à des débris siliceux ; le tout cimenté par une microdolosparite "sale". Cette disposition évoque une origine détritique de la dolomite.

La séquence G.II est étroitement localisée en bordure de la Ride de Lodève : elle est interprétée comme une coulée boueuse initiée sur les flancs de la ride émergée, à partir des sables carbonatés et produits de démantèlement d'un paléo-exokarst, dont de nombreux témoins fossilisés sont encore visibles sur le paléorelief exhumé. De tels mécanismes sont décrits dans des paléokarsts crétacés (COMBES, 1973). Ce dépôt local est indépendant de la dynamique sédimentaire générale ; il témoigne d'une instabilité tectonique ou de précipitations particulièrement violentes. Cette brèche G.II est surmontée directement par des pélites rouges à traces de racines, nodules carbonatés et figures d'émergence qui traduisent le retour à la sédimentation de plaine d'inondation.

= Type G.III : Cette séquence (2 à 5 m de puissance) débute par un conglomérat à support clastique souvent riche en galets mous argileux, qui érode les horizons sous-jacents. Les éléments sont de taille centimétrique, subarrondis, jointifs et assez bien classés ; par contre, les grès de la matrice ont une granulométrie variable et paraissent s'être infiltrés dans la phase grossière par effet de tamis. Vers le haut, la granulométrie décroît et des structures en auges métriques s'individualisent ; au sommet, seule la base de ces auges est conglomératique. Ce faciès caractérise la migration de rides sous-aquatiques dans la partie tractive d'un chenal.

Au-dessus apparaissent des grès moyens à grossiers à laminations plane parallèles ou obliques qui traduisent la migration de barres transversales ou diagonales. Parfois entre ces corps gréseux, peuvent exister des conglomérats à support clastique et stratification plane fruste qui évoquent la progradation dans le chenal de barres longitudinales.

Le sommet de la séquence est constitué par des pélites rouges à empreintes de paléosols hydromorphes, fentes de dessiccation et rares nodules carbonatés. La préservation partielle du terme supérieur suppose un certain espacement entre les chenaux.

La séquence G.III caractérise un système fluviatile en tresse moyennement canalisé, à haute capacité de transport équivalent au type "Donjek" défini par MIALL (1978). Mieux organisé que les précédents, il fonctionne selon un cycle net de crue-décru.

#### b) - Les séquences sableuses

= Type S.I : Cette séquence de 3 à 5 m de puissance montre un terme inférieur constitué par un grès grossier à base érosive, dans lequel on distingue plus ou moins nettement des structures en auges demi-métriques. Au sommet de ce banc, des figures en "assiettes" sont attribuées à des échappements d'eau précoces.

Comme dans la séquence G.III, les faciès à auges sont surmontés par plusieurs corps gréseux à stratification oblique plane et rides de courants sommitales, qui traduisent la progradation de barres transversales. Dans ce type de séquence, les corps gréseux peuvent être tronqués par des surfaces d'érosion plus ou moins planes, parfois tapissées d'un film argileux vert. Ces structures sont attribuées à des réactivations multiples en réponse à une augmentation du niveau d'énergie ou à une modification de la direction du courant en sommet de barre (COLLINSON, 1970).

Ces grès passent progressivement à des pélites rouges à taches bleu-violet, traces de racines et petits horizons sableux de type flaser ou lenticulaire ; elles sont surmontées localement par des argilites vertes parfois bioturbées où des indices de sursalure peuvent apparaître (Moules de cristaux de halite). Ces faciès sont rarement préservés.



Localement, le terme inférieur peut présenter un support de dolomicrite jaune ou de gypse ; il renferme alors des intraclastes de même nature qui confirment l'existence de dépôts évaporitiques dans certains chenaux abandonnés et leur remaniement lors d'une crue postérieure.

La séquence S.I est comparable à la séquence G.III ; cependant, dans ce système, le régime hydrodynamique conduit au développement et à la superposition de grandes barres sableuses. L'agencement des faciès observé dans cette séquence évoque un appareil fluviatile en tresse, hautement chenalisé à moyenne capacité de transport, comparable au type "South Saskatchewan" de la classification de MIALL (1978). La longévité du système est soulignée par l'absence de structures d'émersion prolongée ; par contre, la présence d'évaporites confirme bien la permanence des conditions semi-arides.

= Type S.II : Cette séquence se caractérise par un banc épais (2 à 4 m de puissance) de grès fins très bien classés, à base peu érosive. Les premiers décimètres peuvent montrer un conglomérat résiduel à support clastique, immédiatement surmonté par les faciès fins à grandes stratifications en auge (2 à 4 m de large) qui caractérisent la progradation de dunes linguoïdes dans de vastes chenaux. Souvent en sommet de banc, ces structures sont recoupées sur quelques décimètres par des grès de même granulométrie à laminations planes parallèles ou faiblement obliques qui témoignent du remodelage des sommets de dunes par les courants laminaires.

Les grès sont surmontés par des argilites vertes à petites rides sableuses souvent bioturbées, pouvant montrer au sommet de fins niveaux dolomitiques jaunes à pseudomorphoses d'évaporites. Ces faciès peuvent remplir de petits chenaux abandonnés, érosifs sur les grès sous-jacents, qui témoignent de l'écoulement interdunaire en période de basses eaux (COLLINSON, 1970).

Les séquences élémentaires de type S.II correspondent à un système fluviatile permanent dans lequel la sédimentation s'effectue essentiellement en période de hautes eaux par aggradation et progradation de dunes. Cette construction témoigne, durant ces périodes, d'un régime hydraulique stable et d'une charge uniforme avec un niveau d'énergie suffisamment bas pour permettre, en général, la préservation complète de la séquence. En période de basses eaux, l'aquifère alluvial est soumis à une évaporation importante, qui peut conduire à l'apparition d'indices de sursalure ; par contre, l'émersion semble rarement atteinte. Ce système en tresse hautement chenalisé à basse énergie est décrit dans le type "Platte" de MIALL (1978).

= Type S.III : Il s'agit d'une séquence d'épaisseur réduite (0,5 à 2 m) qui montre un banc de grès fin à moyen, bien classé, à lamination plane parallèle de haut régime et linéation de partage. La base de la séquence est plane, non chenalisée et riche en cannelures d'érosion (flute casts ou groove casts). Le sommet peut montrer des rides de courants, ascendantes ou d'oscillations. Le terme supérieur est constitué par des pélites rouges à taches bleu-violet, traces de racines et fentes de dessiccations ; généralement surmontées par des argilites vertes à pseudomorphoses de halite ou de gypse.

Cette superposition de faciès caractérise les séquences proximales de débordement d'un appareil fluviatile par écoulement en nappe (sheet flood) sur la plaine pédiementaire et décélération progressive du courant jusqu'à la décantation argileuse.

= Type S.IV : Il s'agit d'une association complexe de faciès dans laquelle de nombreux intermédiaires peuvent être distingués ; cependant, dans un souci de clarté, seule une représentation moyenne est proposée.

A l'échelle de l'affleurement, la superposition de ces séquences se présente comme une alternance monotone grès-argiles. Dans le détail, la séquence élémentaire,



dont la puissance varie, du centimètre au mètre, débute par un grès moyen à fin à base plane non érosive. La matrice peut être argileuse ou carbonatée et certains de ces horizons peuvent même passer latéralement à une dolomicrite sableuse. Aucune structure interne n'est, en général, visible.

Certains de ces bancs gréseux sont riches en pseudomorphoses de gypse ou d'anhydrite, particulièrement concentrées en sommet de banc. Le remplissage géotrope des cavités de dissolution par un silt interne vadose et leur recoupement postérieur par des fentes de dessiccation (cas de dolomies sableuses) atteste de l'origine précoce de ces évaporites. Les pélites rouges susjacentes sont également riches en pseudomorphoses, mais elles sont surtout caractérisées par des formes d'émersions nettes de type mud-craks, sheet-craks ou dessiccation courbe. Certaines séquences dépourvues d'évaporites portent l'empreinte de paléosols hydromorphes. En sommet de séquence apparaissent des argilites vertes à minces horizons dolomitiques jaunes. Ce faciès peut surmonter directement le terme gréseux inférieur.

Les séquences S.IV reflètent la partie distale d'un champ d'épandage fluviale en nappe à l'aval d'un domaine pédimentaire, sur lequel les conditions semi-arides conduisent au confinement progressif des eaux résiduelles et à la précipitation d'évaporites.

#### c) - Les séquences argileuses et évaporitiques

= Type M.I : Le terme inférieur est représenté par une couche épaisse (demi-métrique à pluri-métrique) d'argiles ou de marnes vert sombre, parfois silteuses, ou contenant de petits lits sableux fins. Le terme supérieur correspond à un horizon de dolomicrite jaune, finement laminée, dont la puissance moyenne varie de quelques millimètres à quelques décimètres.

= Type M.II : Il débute également par un niveau argileux sombre souvent réduit à quelques centimètres, surmonté par une couche massive ou mal stratifiée de gypse ou d'anhydrite parfois argileux d'épaisseur décimétrique à pluri-métrique.

Dans la séquence M.I, comme dans M.II, on observe de nombreuses figures de glissements synsédimentaires qui témoignent d'une certaine instabilité du domaine de dépôt.

Ces deux types de séquences marquent une sédimentation dans un domaine lacustre de playa où alternent des périodes de sursaturation (précipitations évaporitiques) et des périodes de recharges en eau douce (décantation des argiles). La séquence M.I peut être rapportée à un faciès de bordure où l'influence terrigène est encore marquée; par contre, le type M.II, à prédominance chimique correspond sans doute au dépôt dans la partie centrale de la cuvette.

## 2/ Interprétation du mégacycle

La superposition des séquences élémentaires dans le temps (fig. 3) peut être interprétée en terme de diminution progressive des apports fluviaux sur le domaine pédimentaire (*Séquence inférieure*) suivie d'une progradation généralisée de l'appareil terrigène (*Séquence supérieure*). L'unité des *Conglomérats inférieurs* correspond alors au développement d'un système fluvial en tresse de haute énergie proche des reliefs nourriciers (séquences G.I, G.II, G.III). L'unité des *Grès inférieurs* marque un environnement de plus faible énergie où se déploie un système en tresse hautement chenalisé (séquences S.I et S.II). Les *Alternances inférieures* sont caractérisées par des dépôts en nappes très distaux (séquences S.III et S.IV), alors que l'unité des *Argiles intermédiaires* montre des dépôts de playa (séquences M.I et M.II).

La *Séquence supérieure* enregistre l'évolution inverse sans toutefois atteindre les faciès les plus proximaux (séquences élémentaires G.I et G.II).

Cette superposition temporelle peut être interprétée comme un déplacement lent dans l'espace des lignes de faciès, ce qui permet de proposer un modèle paléogéographique.

#### V. - MODELE PALEOGEOGRAPHIQUE (fig. 5)

La *Formation inférieure* du Trias de Lodève présente un type de dépôt proche de ceux décrits dans les formations tertiaires du Wyoming (SMOOT, 1983), des Andes chiliennes (FLINT, 1985) ou du Trias supérieur de la Nouvelle-Ecosse (HUBERT & HYDE, 1982), dans lesquels la sédimentation s'effectue dans un *bassin fermé à contrôle tectonique*, en domaine *semi-aride*.

Dans l'exemple étudié, la sédimentation s'organise progressivement de l'amont vers l'aval, jusqu'au point de convergence de l'aire de drainage où se développe une playa qui constitue le niveau de base général. Chaque séquence élémentaire enregistre ainsi les conditions aux zones sources. Les violentes précipitations sur les reliefs résiduels de bordure conduisent au développement, sur la partie haute du pédiment, d'un réseau anarchique de chenaux fluviaux où dominent les courants de densités (séquence G.I et G.II). En fin de crue, la disparition rapide des eaux entraîne la réapparition d'un modelé sub-désertique qui efface partiellement les structures fluviales. Sur la partie intermédiaire du pédiment, l'appareil terrigène s'organise progressivement, par confluences successives des oueds jusqu'à former un système fluvial hautement chenalisé (séquences G.III ; S.I, S.II). Dans ce domaine, le fonctionnement prolongé de l'appareil terrigène et la permanence d'une nappe phréatique alluviale conduisent à la rarefaction des formes d'émersion. En aval, le pédiment se raccorde progressivement à la playa. Sur cette zone, le niveau de base est presque atteint, l'appareil fluvial n'a plus de capacité à l'érosion linéaire et déborde en déposant sa charge solide (séquences S.III et S.IV). Dans la playa ne parviennent lors des crues que les suspensions argileuses (séquence M.I) qui deviennent infimes face à la précipitation chimique dans la partie centrale de la cuvette (séquence M.II).

L'analyse de la répartition des faciès chimiques qui apparaissent en sommet de toutes les séquences élémentaires permet de distinguer deux domaines. Le premier correspond à une transformation chimique du sédiment préexistant par pédogenèse ; il peut être divisé en deux zones : en amont du pédiment, une pédogenèse en milieu aéré de type dolocrete souligne le retour rapide à des conditions sub-désertiques (séquences G.I, G.II) ; dans la partie médiane du pédiment, la permanence de paléosols hydromorphes et de terriers témoigne d'un milieu constamment saturé en eau (séquences G.III, S.I et S.II).

Le second domaine couvre essentiellement la playa où s'effectue lors des phases arides une sédimentation évaporitique. Là aussi, deux zones peuvent être distinguées : sur les marges de la cuvette, l'apport important d'eau douce n'autorise qu'un confinement relatif et seule la dolomite précipite (séquence M.I), alors que dans la partie centrale, cette dilution est moins sensible et les sulfates précipitent (séquence M.II).

Dans les séquences d'épandages en nappe, à l'aval du pédiment, les deux faciès chimiques coexistent (séquences S.II et S.IV).



VI. - DISCUSSION

Toutes les séquences élémentaires sont formées par la superposition d'un ensemble chimique sur un ensemble détritique. La répétition rythmique dans le temps de ce type de séquence peut alors être attribuée à des *microcycles climatiques* dans lesquels alternent des périodes de précipitations torrentielles avec des périodes d'aridité marquée. La périodicité de ces cycles n'est pas définie.

La *Formation inférieure* correspond à une accréation verticale de 120 à 170 m, dans laquelle l'évolution temporelle des faciès traduit une diminution progressive puis une augmentation des apports détritiques (*mégacycle*). Trois causes principales peuvent être invoquées pour expliquer cette évolution : eustatisme, climat, tectonique. L'hypothèse d'une variation eustatique paraît peu probable du fait du caractère endoréique du bassin. Par contre, une montée eustatique est certainement responsable du passage à la *Formation médiane* dolomitique à influences marines.

La nature et la pérennité des faciès chimiques en sommet de séquence élémentaire, témoignent de la permanence des conditions semi-arides. Le mégacycle ne peut donc être attribué à une évolution climatique mais correspondrait à une modification du niveau d'énergie en relation avec l'altitude des reliefs nourriciers. En effet, la variation de l'influx terrigène peut être interprétée comme le recul et la destruction des reliefs dans la *Séquence inférieure* et la création ou le rajeunissement de ceux-ci dans la *Séquence supérieure*. Ces modifications morphologiques ne peuvent être que le résultat d'événements tectoniques.

Dans le contexte général d'ouverture de l'océan téthysien ligure, ces observations sont confortées par la mise en évidence à partir de cette période d'une tectonique distensive discrète (ARNAUD et al., 1985). Ces mouvements anté-rift conduiraient à l'Anisien moyen à l'aménagement de structures en horsts et grabens peu évolués, qui déterminent des lanières à sédimentation terrigène continentale de type bassin fermé, en marge du bassin du Sud-Est. Cette configuration se retrouve sur la bordure cévenole (PERRISSOL, 1986).

Remerciements : Cette note est le fruit de discussions constructives avec Messieurs P.J. COMBES, M. SEGURET et M. PERRISSOL. Je les en remercie vivement.

BIBLIOGRAPHIE

- APPIA-LAMACHE C. (1984). - Le Trias évaporitique du Sud-Est de la France : du bassin salifère à la bordure cévenole détritique et sulfatée (Largentière, Lodévois). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Orsay, pp. 193.
- ARNAUD H. et al. (1985). - Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. Bull. Sect. des Sciences, t. IX, pp. 115-128.
- AUBAGUE M. (1967). - Le Trias du Lodévois et de la haute-vallée de l'Orb (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique. Bull. BRGM, n°6, Paris, pp. 43-60.
- AUBAGUE M., PROUHET J.P., SLANSKY M. (1966). - Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gîtes Pb-Zn dans la zone caussenarde. Bull. BRGM, Paris, n°1, pp. 87-112.

- COLLINSON J.D. (1970). - Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Annalr., 52-A, pp. 31-56.
- COMBES P.J. (1973). - Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté : le gisement de Bédarieux (Hérault, France). I.C.S.O.B.A./3ème cong. intern., Nice, pp. 89-108.
- DELORT M. (1975). - Les silifications et les minéralisations liées aux transgressions permienes et triasiques dans le bassin de Lodève (Hérault). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, pp. 136.
- DOUBINGER J. et ADLOFF M.C. (1981). - Précisions palynologiques sur l'âge anisien moyen du gisement à plantes du Trias des Valarèdes (SE de Lodève, S de la France). Bull. Sci. Géol. 34-4, Strasbourg, pp. 239-242.
- FLINT S. (1985). - Alluvial fan and playa sedimentation in an Andean arid closed basin : the Pacencia Group, Antofagasta Province, Chile. J. Geol. Soc. London, vol. 142, pp. 533-546.
- HUBERT J.F. and HYDE M.G. (1982). - Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system : Upper Triassic Blomidon redbeds. St Mary's Bay, Nova Scotia. Sedimentology, vol. 29, n°4, pp. 457-474.
- LOPEZ M. et MADER D. (1985). - Gravelly and sandy braidplain evolving into floodplain and playa lake deposition and vice versa in the buntsandstein-facies sediments and marine incursions in the Triassic of Lodève région (southern France). Lecture notes in Earth Sciences, n°4, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 509-518.
- MADER M. (1985). - Aeolian sedimentation in the Middle Buntsandstein in the eifel north-south depression zone. Lecture Note of Earth Sciences, n°4, Berlin/Heidelberg, pp. 90-126.
- MARTIN C. (1963). - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures cévenoles. Dipl. Et. Sup., Montpellier, pp. 166.
- MIALL A.D. (1978). - Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mém. 5, pp. 597-604.
- ORSZAG-SPERBER F. (1966). - Stratigraphie et paléogéographie du Trias de Lodève (Hérault). Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème Sér., t. VIII, pp. 667-671.
- PERRISSOL M., (à paraître). - Sédimentation continentale et marine sous contrôle tectonique : Le Trias de la bordure cévenole (Gard, France). Modèle local et considérations à l'échelle du bassin du Sud-Est. C.R. Acad. Sci. Fr.
- RICOUR J. (1963). - problèmes stratigraphiques et caractères du Trias français, Mém. BRGM, n°15, pp. 19-28.
- SERVAT E. (1963). - Observations sur le Trias de la bordure méridionale du Massif Central, Mém. BRGM, n°15, pp. 275-291.
- SMOOT J.P. (1983). - Depositional subenvironments in an arid closed basin, the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. Sedimentology, n°30, pp. 801-827.
- TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). - Associations palynologiques du Trias languedocien. Ann. des Sci. de la Terre, 9ème réunion, Soc. géol. Fr., Paris, pp. 594.